

Cambio de la línea de costa en el Bajo Segura (Sur de Alicante) en los últimos 15.000 años

Coast line change in the Bajo Segura (South of Alicante) in the last 15,000 years

José Enrique Tent-Manclús*

INTRODUCCIÓN

Se conoce como *sinus ilicitanus* a un golfo que existía al sur de Elche en la época romana y que se abría al mar, por donde hoy se encuentran las ciudades de Santa Pola y norte de la ciudad de Guardamar de Segura. Entre ambas salidas al mar se situaba la isla del Molar. En trabajos previos se han realizado reconstrucciones del *sinus ilicitanus* en época ibero-romana, como por ejemplo, Badie *et al.*, 2000; Blázquez Morilla, 2003; Seva Román y Vidal Bernabeu, 2004; Gagnaison *et al.*, 2006 y 2007. La mayoría de dichas reconstrucciones se basan en la descripción de Avieno en su *Ora Marítima* (Rabanal Alonso, 1985) donde destaca la presencia de tres islas. La mayoría de dichas reconstrucciones se fundamentan tanto en datos histórico-arqueológicos, como en geomorfológicos de la zona actualmente emergida. La reconstrucción de Blázquez Morilla (2003) integra además los datos de sondeos de Soria *et al.* (2001) y propios.

En los últimos años se han realizado sucesivas campañas de geofísica marina de alta resolución en el Golfo de Santa Pola, con equipos de la Universidad de Alicante. Para ello se ha utilizado un equipo Boomer (Geoacustics). En

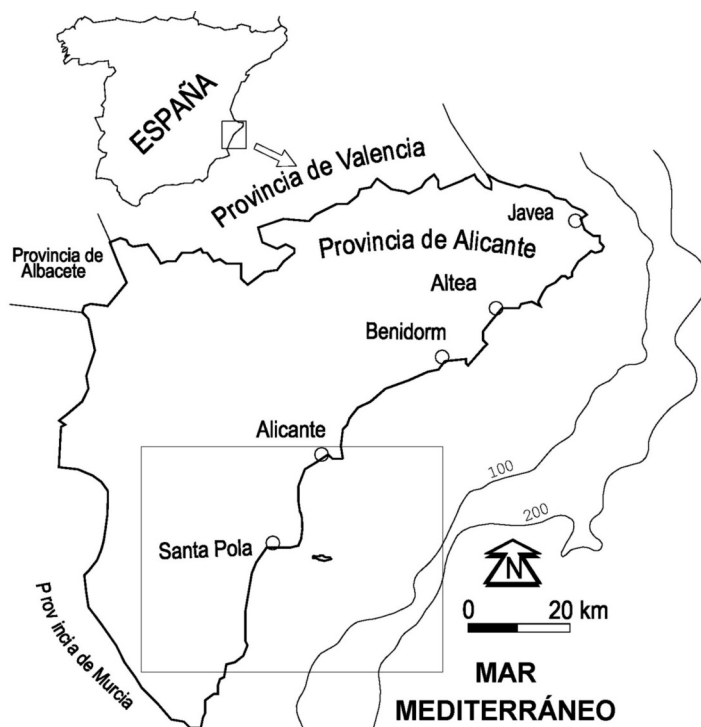
* Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante (je.tent@ua.es).

los primeros años (2004-2008) las campañas se realizaron con adquisición analógica (papel) y posteriormente (2008-2010) en digital (software de adquisición sonarwiz sbp y procesado sonarweb, ambos de Chesapeake Technologies, Inc.). A raíz de datos obtenidos en dichas campañas se han publicado los trabajos de Tent-Manclús *et al.* (2009) y de la Vara *et al.* (2011).

Se han integrado los datos histórico-arqueológicos, geomorfológicos, subsuelo y de estratigrafía sísmica de la comarca del Bajo Segura (Sur de Alicante, figuras 1 y 2) para obtener una serie de mapas, de cómo pudo cambiar la línea de costa a intervalos de 100 años, desde la actualidad, hacia atrás en el tiempo, hasta hace 15.000 años (15000 BP). En un primer momento se intentó llegar hasta el último máximo glaciario, hace 18.000 años (BP), pero los datos de la

FIGURA 1

SITUACIÓN DE LA COMARCA DEL BAJO SEGURA RESPECTO A LAS PROVINCIAS DE ALICANTE Y MURCIA

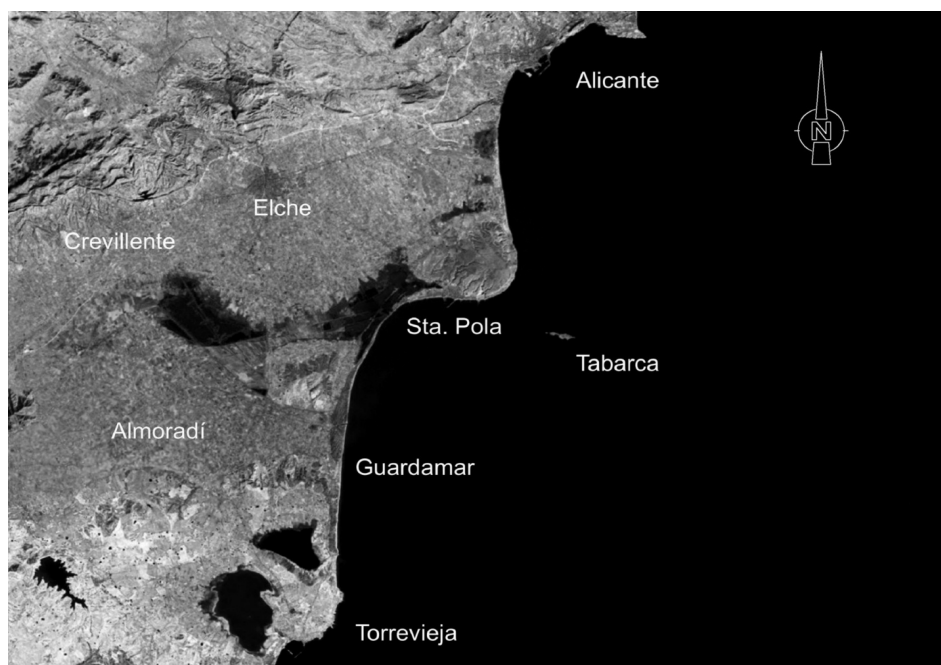


Fuente: elaboración propia.

zona marina no permiten tener suficiente resolución para saber si los valles de los ríos Vinalopó y Segura convergieron antes de llegar al borde de la plataforma. Así, la modelización abarca los últimos 15.000 años desde que el nivel del mar se encontraba a 70 metros por debajo del nivel actual y ascendía. En futuras campañas se espera completar la zona hasta alcanzar el borde de la plataforma continental y realizar los mapas hasta el último máximo glaciar, hace 18.000 años (BP).

FIGURA 2

IMAGEN DE SATÉLITE DE LA NASA TOMADA EN LA DÉCADA DE LOS 90 DEL SIGLO XX DE LA COMARCA DEL BAJO SEGURA Y UTILIZADA COMO BASE PARA LA CONFECCIÓN DE LOS MAPAS DE CAMBIOS DE LA POSICIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA



Nota:

Bandas Thematic Mapper (TM): en la imagen original la banda 7 (infrarrojo medio) se muestra de color rojo, la banda 4 (infrarrojo cercano) se muestra de color verde y la banda 2 (verde visible) se muestra de color azul.

Las coordenadas de la esquina superior derecha e inferior izquierda son: 750.000, 4.251.000 y 683.000, 4.203.000 respectivamente.

Fuente: elaboración propia a partir de imagen Landsat 4/5 obtenida de <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>.

TABLA 1
RESUMEN DE LOS MAPAS REALIZADOS Y EL NIVEL DEL MAR ESTIMADO EN CADA MOMENTO

años AD	Nivel del mar	años AC	Nivel del mar	años AC	Nivel del mar	años BP	Nivel del mar	años BP	Nivel del mar
2000	0	100	0	3400	-1,5	8500	-21	11800	-65
1975	0	200	0	3500	-1,8	8600	-22	11900	-64,5
1950	0	300	0	3600	-2	8700	-24	12000	-64
1925	0	400	0	3700	-2,4	8800	-25	12100	-63,5
1900	0	500	0	3800	-2,8	8900	-26	12200	-63
1850	0	600	0	3900	-3,3	9000	-27	12300	-62,5
1800	0	700	0	4000	-3,8	9100	-29	12400	-62
1750	0	800	0	4100	-4,3	9200	-30	12500	-61,5
1700	0	900	0	4200	-5	9300	-31	12600	-61,3
1650	0	1000	0	4300	-5,7	9400	-33	12700	-61
1600	0	1100	0	4400	-6,5	9500	-34	12800	-60,7
1550	0	1200	0	4500	-7,3	9600	-35	12900	-60,5
1500	0	1300	0	4600	-8	9700	-37	13000	-60,3
1450	0	1400	0	4700	-8,7	9800	-38	13100	-60
1400	0	1500	0	4800	-9,5	9900	-39	13200	-60
1350	0	1600	0	4900	-10,5	10000	-41	13300	-60

1300	0	1700	0	5000	-11,3	10100	-43	13400	-60
1250	0	1800	0	5100	-12,1	10200	-45	13500	-60
1200	0	1900	0	5200	-13	10300	-47	13600	-60,5
1150	0	2000	0	5300	-13,8	10400	-49	13700	-61
1100	0	2100	0	5400	-14,5	10500	-50	13800	-61,5
1050	0	2200	0	5500	-15,2	10600	-51	13900	-62
1000	0	2300	0	5600	-15,9	10700	-52	14000	-62,5
900	0	2400	0	5700	-16,6	10800	-53,2	14100	-63
800	0	2500	0	5800	-17,3	10900	-54,5	14200	-63,5
700	0	2600	0	5900	-18	11000	-56	14300	-64,1
600	0	2700	0	6000	-18,7	11100	-57	14400	-64,7
500	0	2800	0	6100	-19,4	11200	-58,7	14500	-65,3
400	0	2900	0	6200	-20,1	11300	-60,5	14600	-66
300	0	3000	0	6300	-20	11400	-62,5	14700	-67
200	0	3100	-0,5	6400	-20	11500	-64	14800	-68
100	0	3200	-1			11600	-65	14900	-69
1	0	3300	-1,2			11700	-66	15000	-70

Nota:

Los niveles respecto a la posición del mar actual en metros. AD: *Anno Domini*; AC: Antes de Cristo y BP: Before Present, antes del presente (año 1950).

Fuente: elaboración propia.

En este trabajo se muestran 24 de los mapas que se han confeccionado de un total de 164, que aparecen reflejados en la tabla 1 junto con la posición relativa del nivel del mar respecto al actual. Se debe remarcar que los mapas son producto de la síntesis de información disponible, pero con una importante dosis de interpretación que se explicará en este trabajo.

ESTUDIOS PREVIOS

El primer marco geológico de la comarca del Bajo Segura se debe a Montecat (1977) al que hay que añadir los estudios sobre los niveles cuaternarios y la geomorfología de Dumas (1977). A partir de estos trabajos iniciadores se pueden seguir dos líneas del estudio del *sinus ilicitanus*: por una parte, los trabajos sobre la geomorfología y geología del cuaternario (Roselló Verger y Mateu Bellés, 1978; Sanjaume Saumell y González Pérez, 1978; Goy y Zazo, 1989; Alfaro García, 1995; Fumanal y Ferrer, 1998; Ferrer y Blázquez, 1999; Blázquez Morilla, 2003; Viseras *et al.*, 2003; entre otros); y por otra, los trabajos sobre los yacimientos arqueológicos, relativos a las interpretaciones sobre la geografía que se obtienen de la posición de antiguos puertos marítimos (Badie *et al.*, 2000; Seva Román y Vidal Bernabeu, 2004; Gagnaison *et al.*, 2006 y 2007). Además, debe hacerse una mención especial al trabajo de Soria *et al.* (2001) sobre los cambios de subsidencia en el golfo-laguna del *sinus ilicitanus*, gracias al cuál, existe un control local de que el nivel del mar se estabilizó en la zona hace 6.000 años.

FACTORES CONDICIONANTES DE LA SITUACIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA

La curva de subida del nivel del mar tras el último máximo glaciario se conoce a nivel global (Fleming *et al.*, 1998) y los últimos trabajos tratan de ajustar el cambio en las tasas de ascenso y descenso (Stanford *et al.*, 2011). Para medir las tasas de ascenso o descenso del nivel del mar se suele utilizar el cambio de nivel en 100 años, ya que al no ser el cambio constante se necesita minimizar sus variaciones anuales. Las subidas y las bajadas no son igual de rápidas. Para que descienda el nivel del mar hace falta que el agua se evapore y se acumule en forma de hielo en los casquetes, por ello es un proceso lento. Sin embargo, para que ascienda el nivel del mar sólo es necesario calentar las zonas altas de las montañas y el hielo se derretirá.

Es difícil caracterizar exactamente las tasas de ascenso o descenso del nivel del mar, pero podemos agruparlas en cinco grupos:

- 1) Descensos: suelen ser menores de 0,5 metros cada 100 años.
- 2) Nivel estable: variaciones de subidas o bajadas menores de 0,1 m cada 100 años.
- 3) Ascenso lento del nivel del mar: tasas menores de 0,5 m cada 100 años.
- 4) Ascenso rápido: tasa entre 0,5 y 1 m cada 100 años.
- 5) Ascenso muy rápido: tasa de más de 1 m cada 100 años.

Las mayores tasas de ascenso estimadas para la última subida estarían entorno a los 2,5 m cada 100 años (2,5 cm cada año). Para comparar, debe mencionarse, que en la actualidad, el ascenso del nivel del mar medido para el último siglo es de 30 cm (Fleming *et al.*, 1998), hablamos por tanto, de una tasa de ascenso lento del nivel del mar.

No sólo hay que considerar la subida del nivel del mar, también se debe tener en cuenta el hundimiento del terreno como consecuencia del aumento de peso sobre él, al quedar inundado por el agua. Este factor se conoce como subsidencia local y es el principal factor que impide que podamos conocer exactamente cómo varía el nivel global del mar. Este parámetro no se puede conocer con exactitud, pero se ha intentado estimar para la confección de los mapas que van desde el 4000 AC hasta el 3000 AC, donde el nivel del mar era más o menos el mismo, pero el *sinus ilicitanus* aumentaba su extensión debido al hundimiento por este efecto.

En tercer lugar, hay que tener en cuenta el contexto tectónico local, que puede producir subidas o bajadas del terreno. En el caso de la plataforma continental contigua a la provincia de Alicante existen dos zonas de comportamiento diferentes (González García *et al.*, 1994 y Medialdea Vega *et al.*, 1990).

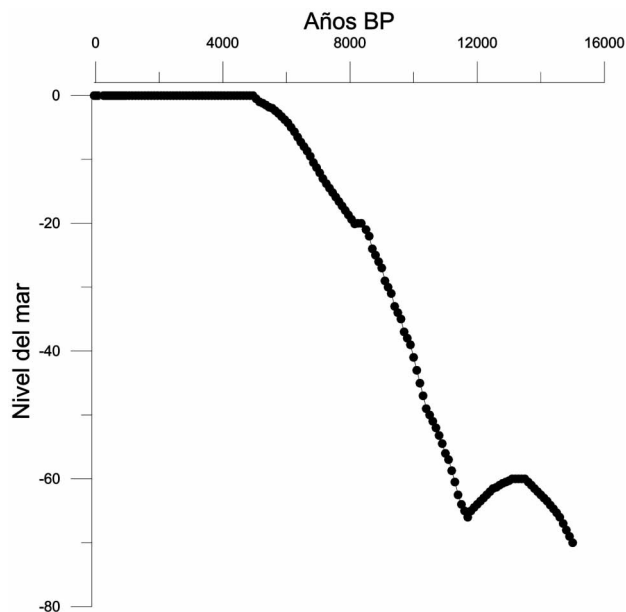
- 1) En la zona septentrional, que va desde el Cabo de Nao (Jávea) hasta el Cabo de las Huertas (ciudad de Alicante), la extensión de la plataforma aumenta de 15 km al Norte a 45 km en la zona de Benidorm, para descender a 35 km en el Cabo de las Huertas (figura 1). Se caracteriza por un incremento de la profundidad hasta la isóbata de 60 m, en los primeros 4 a 6 km, para luego descender más suavemente hasta los 80 m, a unos 10 km de costa, y mantenerse en esta cota hasta de 3 a 5 km antes de la ruptura de la plataforma, sobre la cota 140 a 150 m. Desde un punto de vista sedimentario, se caracteriza por el poco espesor de los sedimentos holocenos. Esta configuración indica una zona subsidente (Vara *et al.*, 2011).

- 2) Por otra parte, en la zona meridional, correspondiente a las bahías de Alicante y Santa Pola y a la prolongación del Mar Menor, la plataforma presenta una amplitud media de unos 30 km, descendiendo de norte a sur. Se caracteriza por ser una gran superficie de abrasión con resaltes residuales, terrazas submarinas y dorsales de arenas, que corresponden a la prolongación marina de las cuencas del Bajo Segura y del Mar Menor. La no conservación de los sedimentos recientes y las superficies erosivas indican que se está produciendo un levantamiento en esta zona meridional (Vara *et al.*, 2011).

La única estimación sobre las tasas de subsidencia y levantamiento en dichos sectores de la plataforma continental alicantina es que la diferencia entre ambas tasas para los últimos 8.000 años es de 3 m, lo que equivale a 3,7 cm cada 100 años (Tent-Manclús *et al.*, 2009).

FIGURA 3

CURVA DE VARIACIÓN LOCAL DEL NIVEL DEL MAR, RESPECTO AL NIVEL ACTUAL, PARA LA COMARCA DEL BAJO SEGURA AJUSTADA A PARTIR DE LA MODELIZACIÓN DE LA VARIACIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA



Fuente: elaboración propia.

Por último, los aportes de los ríos y las corrientes costeras van a modificar la línea de costa. La acumulación de sedimento en la zona de desembocadura da lugar a deltas, que tienden a ser destruidos por las corrientes costeras, que redistribuyen los sedimentos. En la actualidad, los cursos fluviales alicantinos no suelen llegar al mar, salvo en periodos de fuertes lluvias, debido al intenso aprovechamiento de las aguas superficiales y subterráneas. La actuación de las corrientes de deriva litoral en las zonas costeras producen el retroceso de la costa. Sin embargo, en periodos pasados los ríos no estaban influidos por el hombre, siendo importantes agentes modeladores de la línea de costa.

Tras tener en cuenta los factores anteriormente mencionados, se realizó una primera estimación de la curva de variación local del nivel del mar. Ésta se ajustó conforme se generaban los diferentes mapas, principalmente para los intervalos de estabilización y bajada del nivel del mar, eventos 8,2 miles de años (8200 a 8400 BP), Younger Dryas (11700 a 12700 BP) y Older Dryas (13500 a 14300 BP). La curva local ajustada para los diferentes mapas se muestra en la figura 3.

CONFECCIÓN DE LOS MAPAS

El proceso de creación de los diferentes mapas se ha realizado hacia atrás en el tiempo, esto es, del mapa más reciente obtener el anterior. La separación temporal de los mapas ha sido de 100 años excepto, en el periodo de 2000 AD hasta 1900 AD donde la separación es cada 25 años, y de este último hasta 1000 AD donde la separación es cada 50 años. Se han elaborado 164 mapas en total. En los periodos fríos, donde el nivel del mar se estabiliza, o incluso llega a bajar, se ha realizado primero un boceto de la posición del nivel del mar antes del inicio del periodo frío (anterior en el tiempo), utilizándolo como referencia para la confección de los mapas de tiempos posteriores. Luego se han ajustado los diferentes mapas intermedios y el previo del periodo frío para que la evolución sea coherente.

Se ha utilizado un programa de CAD donde se han insertado datos georreferenciados de tipo batimétricos y de sísmica marina como puntos de apoyo. De fondo de los mapas se ha utilizado la imagen satélite de la figura 2 obtenida a partir de la colección mundial de imágenes satélite en falso color procesadas de la NASA (<http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>). Concretamente dicha imagen se obtuvo a lo largo de la década de los 90 del siglo xx. Sólo se han distinguido la zona emergida y la submarina, no distinguiendo en esta última las aguas marinas francas de las aguas salobres de lagunas costeras. En estas últimas tampoco se ha distinguido las zonas palustres permanentes de las que sólo estarían

inundadas en la época fría y/o húmeda durante el invierno. Por tanto, la zona submarina incluiría además las zonas palustres inundadas durante el invierno.

El proceso general para el trazado de cada nueva línea de costa se realiza a partir de trazos paralelos de la costa de partida (más moderna) según la pendiente submarina y la acumulación de sedimentos actuales. Tras realizar el primer esbozo se suavizan los bordes entre tramos y se ajusta siguiendo un modelo de costa micromareal con pocos aportes de sedimento. Además, para darle un aspecto más realista, se dibujan los cauces de los ríos Segura y Vinalopó. Al comienzo de la modelización (hace 15.000 años), los dos ríos mostrarían cauces rectilíneos por su encajamiento, retrocediendo conforme asciende el nivel del mar. En el momento de máxima expansión marina los dos comienzan a formar un delta, circa año 3000 AC. El delta del Vinalopó se ha mantenido en la misma posición, mientras que el Segura debió generar un primer delta dentro del *sinus* para, tras un evento de crecida y/o tectónico, desplazarse hacia el sureste, discurriendo al norte de la falla ciega del Bajo Segura, que es una zona con importante subsidencia tectónica (Alfaro *et al.*, 2002). En esta modelización este evento se ha estimado entre los años 1 AD y 200 AD. El delta actual del Segura, en Guardamar de Segura, es producto de este último evento y se encuentra actualmente en retroceso por la falta de aportes y la redistribución del sedimento por las corrientes marinas.

En las figuras de la 4 a la 9 se muestran una serie de los mapas más característicos de la modelización.

ETAPAS DE EVOLUCIÓN DE LA COSTA

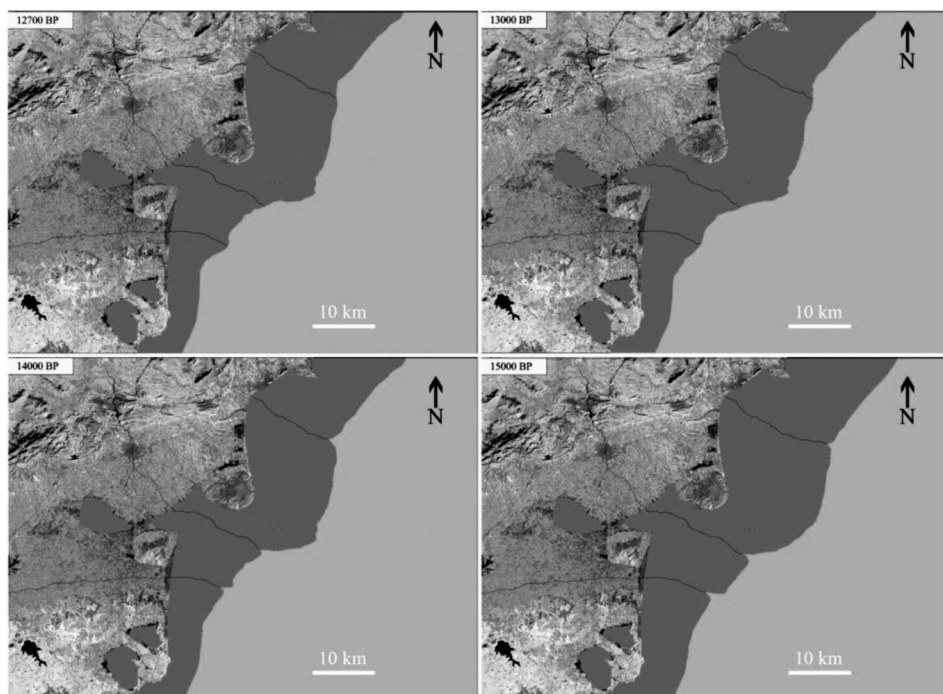
La modelización comienza hace 15000 años (BP) cuando el nivel del mar se encontraba a 70 m por debajo del nivel actual y ascendía con una tasa alta (figura 4). La tasa de subida iba en aumento, debido a un periodo cálido conocido como el calentamiento Bølling (14800 a 14600 BP), donde probablemente las tasas de ascenso serían muy altas (más de 1 m cada 100 años). La traslación de la línea de costa hacia el continente no es muy acusada porque la topografía de la plataforma continental de la zona muestra en estas profundidades un aumento de pendiente. Este primer periodo va desde el inicio de la modelización (15000 BP) hasta el año 14600 BP.

A continuación viene un periodo de subida lenta del nivel del mar, entre 14600 BP y 13500 BP (figura 4), debido a una época fría conocida como Older Dryas (14300 BP a 13500 BP). La tasa de subida desciende paulatinamente desde muy rápida, a rápida (14500 BP) y a lenta (14100 BP) (Stanford *et al.*, 2011).

Le sigue un periodo de estabilidad y bajada del nivel del mar (13500 BP a 12700 BP). La estabilidad dura hasta 13100 BP con el nivel del mar a -60 m a lo que sigue una bajada lenta hasta -61 m en el año 12700 BP (figura 4). Este periodo corresponde a una época de transición entre dos periodos fríos, el Older Dryas y el Younger Dryas. En las desembocaduras de los ríos se generan pequeños deltas. Las corrientes litorales trasladan los sedimentos de Norte a Sur haciendo progradar más las zonas costeras al sur de las desembocaduras que las del norte.

FIGURA 4

MAPAS DE LA POSICIÓN RELATIVA DE LA LÍNEA DE COSTA
EN LA COMARCA DEL BAJO SEGURA



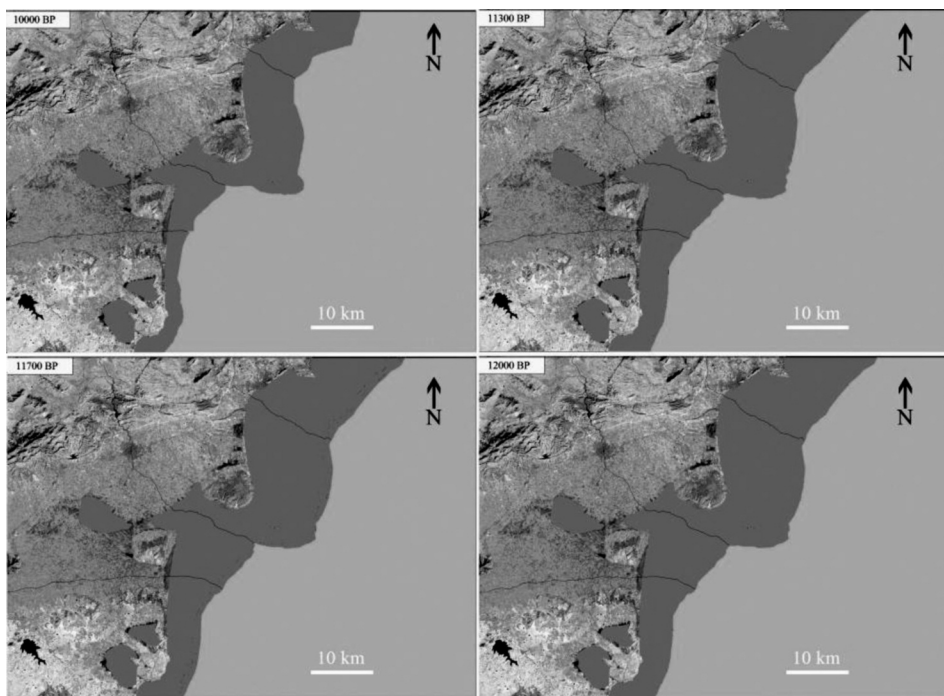
Nota: 12700 BP Al final del Older Dryas el nivel del mar permanece constante, pero la costa retrocede por la subsidencia y por la erosión de las corrientes marinas costeras. 13000 BP: Tras el ascenso rápido del inicio del periodo post-glaciador se produce una detención en la subida, producto del periodo frío del Older Dryas. Se generan deltas en las desembocaduras de los ríos. 14000 BP: El ascenso del nivel del mar empieza a ralentizarse por la mayor pendiente de la zona costera. 15000 BP: El nivel del mar a -70 m sube a una tasa de más de 1 metro cada 100 años (más de 1 cm al año).

Fuente: elaboración propia a partir de la imagen satélite de la figura 2.

En el Younger Dryas (12700 BP a 11700 BP) el mar desciende de -61 m a -66 m (figura 5). En este periodo probablemente se forma un acantilado al sur de Tabarca que en la actualidad es una terraza submarina muy característica. En las zonas costeras arenosas de la Bahía de Alicante y de Santa Pola la línea de costa avanzaría hacia el mar.

El siguiente periodo de 11700 BP a 11300 BP es en el que se produce una subida más rápida del nivel del mar en el modelo (figura 5). Según Stanford *et al.* (2011), en este periodo se podrían producir picos de tasas de subida del nivel del mar de hasta 2,6 m cada 100 años. En las zonas arenosas la línea de

FIGURA 5
MAPAS DE LA POSICIÓN RELATIVA DE LA LÍNEA DE COSTA
EN LA COMARCA DEL BAJO SEGURA



Nota: 10000 BP: El nivel del mar asciende rápidamente. 11300 BP: Durante el Younger Dryas desciende ligeramente el del mar y en las desembocaduras de los ríos los deltas quedan emergidos y los ríos se encajan en ellos. 11700 BP: El nivel del mar desciende ligeramente y los deltas progradan. 12000 BP: Se detiene el ascenso del nivel del mar generándose pequeños deltas por el relleno de los estuarios.

Fuente: elaboración propia a partir de la imagen satélite de la figura 2.

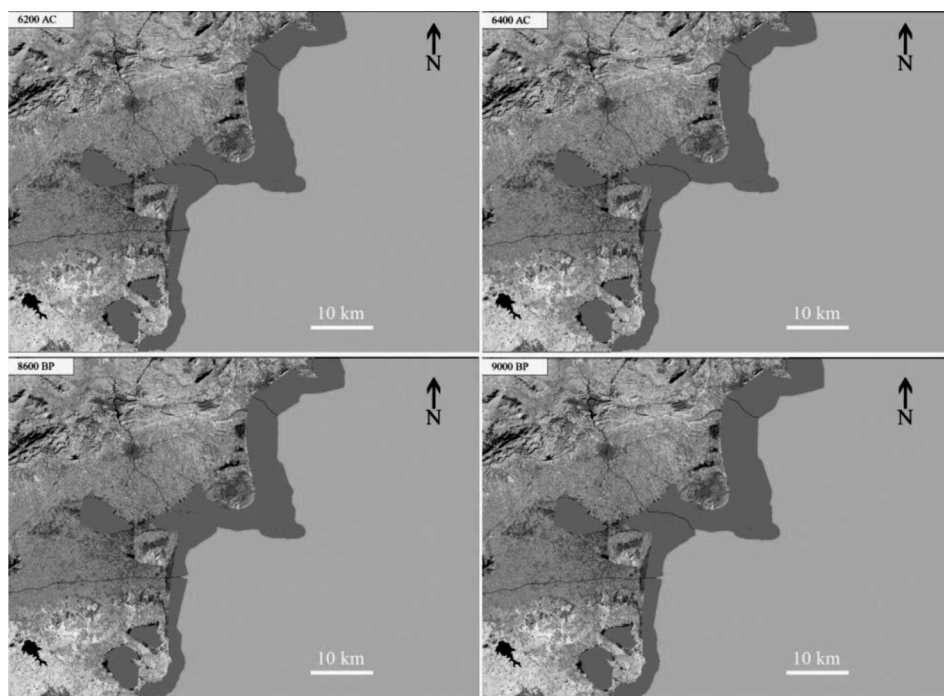
costa sufriría un fuerte retroceso mientras que al sur de Tabarca la fuerte pendiente produce pocos cambios en la horizontal.

Un largo periodo de subida rápida, de aproximadamente 1 m cada 100 años, sucede al anterior desde hace 11300 BP hasta 8.500 BP (figura 6). El nivel del mar comenzaría a $-60,5$ m y terminaría a -21 m.

Entre los años 8500 BP a 8200 BP (equivale a 6500 AC a 6200 AC) tiene lugar un periodo frío que produce una detención en la subida del nivel del mar que se

FIGURA 6

MAPAS DE LA POSICIÓN RELATIVA DE LA LÍNEA DE COSTA
EN LA COMARCA DEL BAJO SEGURA



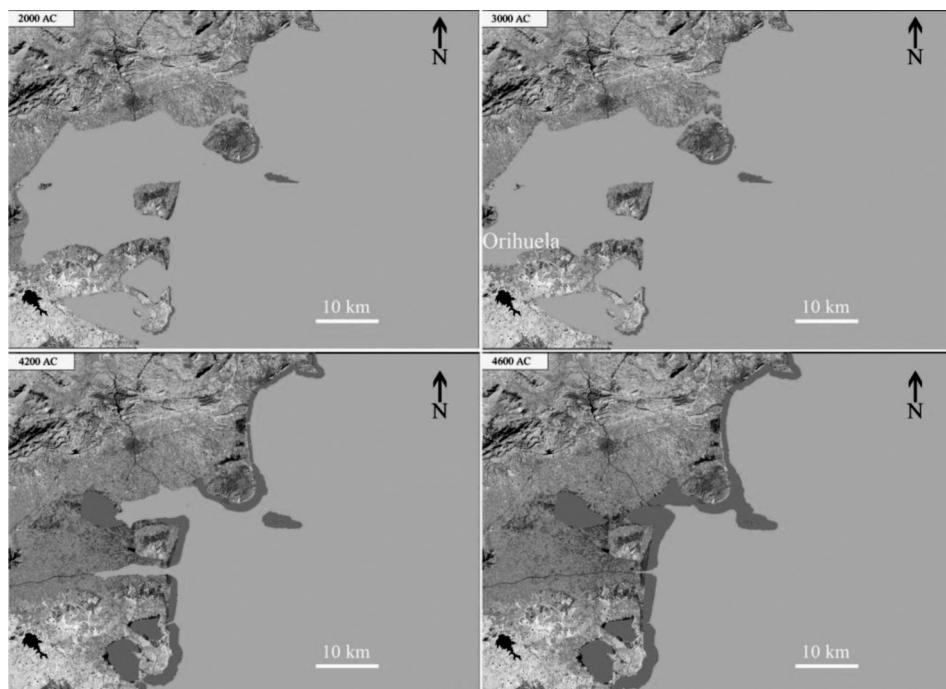
Nota: 6200 AC: Durante un momento frío se produce una detención en el ascenso del nivel del mar lo que produce que los estuarios de los ríos Vinalopó y Segura se colmaten formando dos deltas incipientes. 6400 AC: Un evento frío hace que el ascenso del nivel del mar se ralentice formándose pequeños deltas en la desembocadura de los ríos. 8600 BP = 6600 AC: Antes del evento frío el nivel del mar asciende generando unos estuarios en las desembocaduras de los ríos. 9000 BP: El nivel del mar ralentiza su ascenso por un aumento en la pendiente de la plataforma continental.

Fuente: elaboración propia a partir de la imagen satélite de la figura 2.

mantendrá estable unos 200 años (figura 6). Durante este periodo los pequeños estuarios de la desembocadura de los ríos Vinalopó y Segura se colmatan.

Seguidamente, de 6200 AC con el nivel del mar a -20 m hasta el año 4000 AC el nivel del mar sube hasta la misma posición que la actualidad (figura 7). Sin embargo, la subsidencia ocurrida hasta la actualidad, hace que se localice aproximadamente a 3,8 m por debajo del nivel actual. La Isla de Tabarca se forma alrededor del año 4600 AC por la inundación de la zona intermedia (Freu de Tabarca) entre esta y la Sierra de Santa Pola (figura 7). Posterior-

FIGURA 7
MAPAS DE LA POSICIÓN RELATIVA DE LA LÍNEA DE COSTA
EN LA COMARCA DEL BAJO SEGURA



Nota: 2000 AC: El río Vinalopó sólo muestra un canal en su desembocadura, mientras que el Segura empieza a formar su delta en la laguna. 3000 AC: La laguna muestra su máxima extensión, llega hasta lo que actualmente es Orihuela. La laguna de Agua Amarga es una pequeña bahía. 4200 AC: El nivel del mar en su ascenso empieza a inundar la depresión del Bajo Segura. 4600 AC: La Isla de Tabarca está a punto de formarse por la desconexión de una pequeña península.

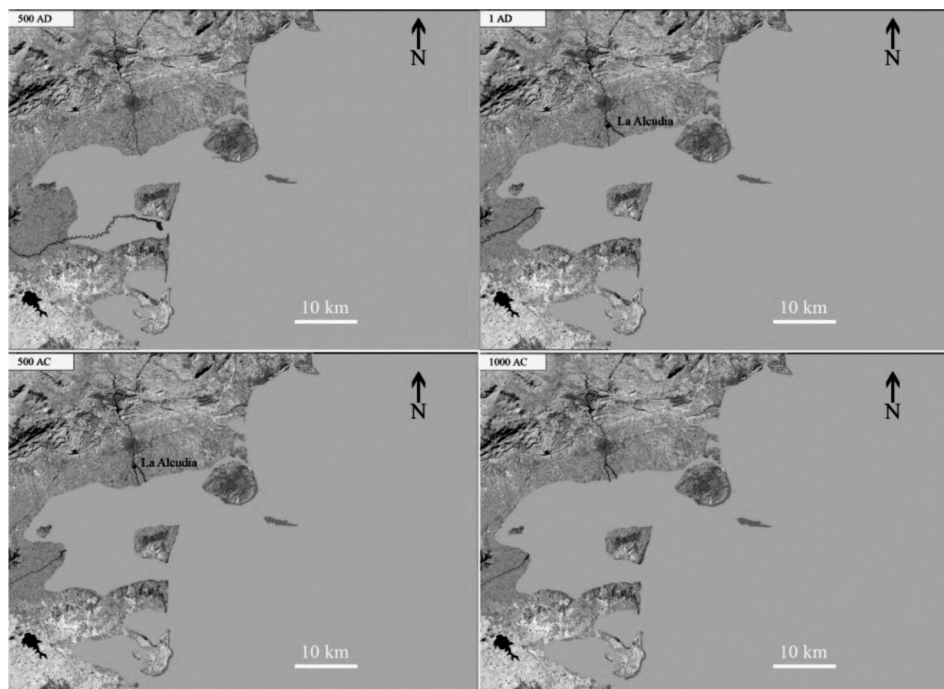
Fuente: elaboración propia a partir de la imagen satélite de la figura 2.

mente, hacia el año 4200 AD empieza a inundarse la llanura del Bajo Segura dando lugar al *sinus ilicitanus*.

De 4000 AC a 3000 AC la subsidencia en el *sinus ilicitanus* da lugar a que aumente la extensión de la laguna llegando a su máximo en el año 3000 AC (figura 7). La laguna llegaría hasta donde actualmente está ubicada la ciudad de Orihuela.

FIGURA 8

MAPAS DE LA POSICIÓN RELATIVA DE LA LÍNEA DE COSTA
EN LA COMARCA DEL BAJO SEGURA



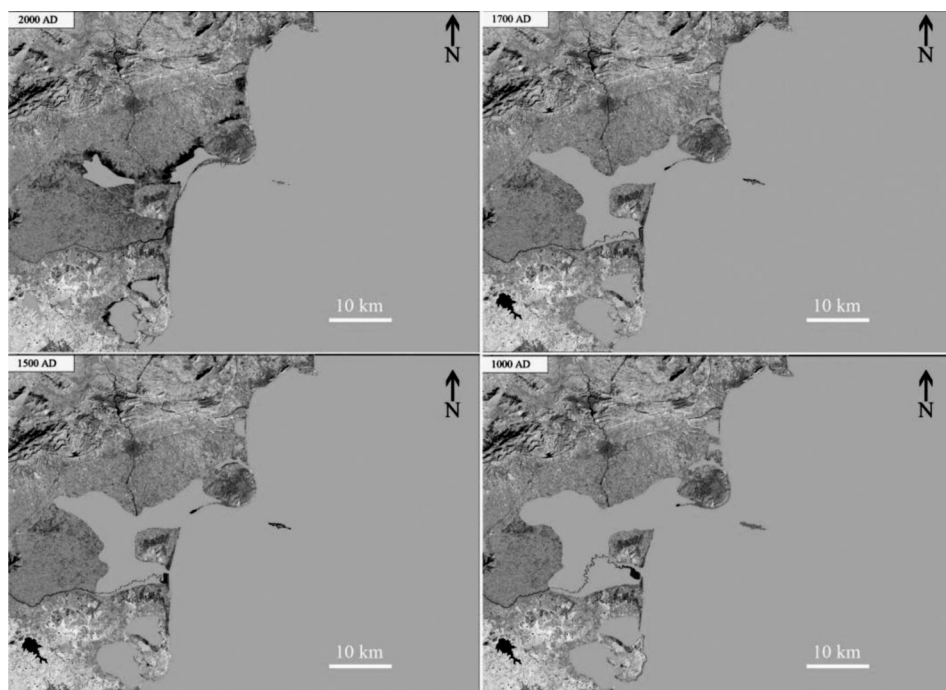
Nota: 500 AC: Gran extensión de la laguna del *sinus ilicitanus* con la isla del Molar. La isla de Tabarca es mucho mayor. El río Segura discurre por la mitad sur de la laguna. 1 AD: A punto de desaparecer la isla de San Isidro. El río Vinalopó tiene dos canales en su desembocadura que rodean la población del yacimiento de la Alcudia. El río Segura desemboca en la laguna formando un delta al sur de la nueva isla. 500 AD: La Sierra de Santa Pola es la tercera isla de la laguna del *sinus ilicitanus*. 1000 AD: Los dos canales en la desembocadura del Vinalopó condicionan los primeros asentamientos que darán lugar a la Alcudia. El Segura desemboca en la laguna formando un delta.

Fuente: elaboración propia a partir de la imagen satélite de la figura 2.

En el último periodo, de 3000 AC a la actualidad se deseca la laguna (figura 9, 8 y 7). Se forman dos deltas dentro del *sinus ilicitanus*, al suroeste el río Segura va avanzando de Oeste a Este al sur de la Sierra de Callosa, mientras que, al norte, el río Vinalopó y los abanicos aluviales del borde de Crevillente la colmatan de Norte a Sur. A principios de nuestra era (año 1 AD) la

FIGURA 9

MAPAS DE LA POSICIÓN RELATIVA DE LA LÍNEA DE COSTA EN LA COMARCA DEL BAJO SEGURA



Nota: 2000 AD: Punto de partida, se ha coloreado el mar Mediterráneo, las lagunas de la Mata, Torrevieja y el Fondo, las salinas de Santa Pola y los embalses de Crevillente y la Pedrera. 1700 AD: No existen los puertos. Lagunas del Fondo y Salinas de Santa Pola juntas y abiertas al mar Mediterráneo, y por donde desemboca el río Vinalopó. La isla del Molar está en medio de la laguna. La barra litoral de Santa Pola no cierra la laguna. Esta es la paleogeografía previa a la desecación del sur de la Isla del Molar por el Cardenal Belluga (a principios del siglo XVIII). Hay una laguna en Agua Amarga. En la zona de Guardamar-isla del Molar la línea de costa está más hacia tierra. 1500 AD: La isla de Tabarca tiene una mayor extensión. La desembocadura del río Segura es más amplia. 1000 AD: El río Segura está desplazado al norte, discurre por mitad de la laguna salobre protegido por diques naturales hasta una zona de bahía restringida al norte de Guardamar. Las lagunas de la Mata y Torrevieja tienen buena comunicación con el Mediterráneo.

Fuente: elaboración propia a partir de la imagen satélite de la figura 2.

laguna tiene muy poca profundidad y el río Segura aporta gran cantidad de sedimentos produciéndose el fenómeno de que el río empieza a atravesar la laguna al prolongarse su cauce por mitad de la laguna (figura 8). Los diques naturales impiden que se mezclen las aguas. En pocos cientos de años su desembocadura pasa de estar situada en el centro de la laguna (año 1 AD) a estar en Guardamar (años 500 AD). La intervención del hombre produce un incremento en la reducción de la laguna (desección del Cardenal Belluga, hacia principios de 1700 AD) (figura 9). En los últimos 100 años se observa el retroceso de las costas debido a la falta de aportes sedimentarios de los ríos.

CONCLUSIONES

En la evolución de la línea de costa del Bajo Segura en los últimos 15000 años se distinguen 10 periodos: 1) 15000 BP- 14600 BP: de subida rápida; 2) 14600 BP a 13500 BP: el Older Dryas, subida lenta; 3) 13500 BP a 12700 BP: estabilidad y bajada; 4) 12700 BP a 11700 BP: el Younger Dryas, descenso del nivel del mar; 5) 11700 BP a 11300 BP: subida muy rápida; 6) 11300 BP a 8500 BP: subida rápida; 7) 8500 BP = 6500 AC a 8200 BP = 6200 AC: evento de hace 8200 años, estabilización; 8) 6.200 AC a 4000 AC: subida, formándose la Isla de Tabarca; 9) 4000 AC a 3000 AC: la subida lenta debida a la subsidencia forma el *sinus ilicitanus* y 10) 3000 AC a la actualidad 2000 AD: se deseca el *sinus ilicitanus*. En las figuras 5, 6, 7, 8, 9 y 10 se muestran los 24 mapas más representativos de los 164 mapas que se han confeccionado (tabla 1). Esta es una primera versión de cómo evoluciona la línea de costa en la comarca. En el futuro se espera prolongar la modelización hasta hace 18.000 años (el final del último periodo glacial) y distinguir en los mapas las masas de agua marina de la salobre en la laguna del *sinus ilicitanus*. Este trabajo puede ser un punto de partida para mejorar el conocimiento del paisaje histórico de la región.

AGRADECIMIENTOS

A mis compañeros del departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, Alfonso Yébenes, Jesús M. Soria, José Antonio Pina, Carlos Lancis, Antonio Estévez y José Francisco Baeza por las interesantes discusiones y comentarios. Agradecer los comentarios y sugerencias del editor Alejandro García Ferrero y de dos correctores anónimos en la mejoría del trabajo. Este

trabajo recoge parte de los resultados del proyecto de investigación BTE2009-07830 del MCIT y de una aportación del GRUPOS03/085 de la Generalitat Valenciana.

Fecha de recepción: 06/09/2012

Fecha de aceptación: 06/03/2013

BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro García, P. (1995): *Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental)*. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 217 p.
- Alfaro, P., Andreu, J. M., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J. M. y Teixido, T. (2002): "Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling". *Geological Magazine*, 139/3, pp. 331-341.
- Blázquez Morilla, A. M. (2003): *L'Albufera d'Elx: Evolución cuaternaria y reconstrucción paleoambiental a partir del estudio de los foraminíferos fósiles*. Memorias del MUPE, 1, 334 p. Versión en digital: Blázquez Morilla, A. M. (2003): *L'Albufera d'Elx: Evolución cuaternaria y reconstrucción paleoambiental a partir del estudio de los foraminíferos fósiles*. Tesis Doctoral, Universidad de Valencia, 562 p. <http://www.tdx.cat/handle/10803/9948>
- Badie, A., Gailledrat, E., Moret, P., Rouillard, P., Sánchez, M. J., y Sillières, P. (2000): *Le site antique de La Picola á Santa Pola (Alicante, Espagne)*. Paris-Madrid, Casa de Velázquez, 379 p.
- Dumas, B. (1977): *Le Levant Espagnol. La genèse du relief*. Tesis Doctoral, Université de Paris XII, C.N.R.S, 520 p.
- Gagnaison, C., Montenat, C., Moratalla, J., Rouillard, P. y Truszkowski, E. (2006): "Une ébauche de sculpture ibérique dans les carrières de la Dame d'Elche". *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 36/1, pp. 153-172.
- Gagnaison, C., Montenat, C., Barrier, P. y Rouillard, P. (2007): "L'environnement du site ibérique de La Alcuia et les carrières antiques de la Dame d'Elche (Province d'Alicante, Espagne)". *ArchéoSciences*, 31, pp. 59-78.
- González García, E., Catafau Alcántara, E., Gaytán de Ayala y Bolín, M., Pereda Alonso, I., Vázquez Garrido, J. T. y Wandossell Santamaría, J. (1994): "Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E 1:200.000". Hoja 72-73. Alicante, ITGME, primera edición. 73 p.
- Goy, J. L. y Zazo, C. (1989): "The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, Southeast Spain". *Tectonophysics*, 163, pp. 219-225.

- Ferrer, C. y Bázquez, A. M. (1999): "El Abanico del Vinalopó a lo largo del Holoceno Superior: una aproximación geoarqueológica". *Cuadernos de Geografía*, 65/66, pp. 347-358.
- Fleming, K., Johnston P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambech, K. y Chappell, J. (1998): "Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites". *Earth and Planetary Science Letters*, 163, pp. 327-343.
- Fumanal, P. y Ferrer, C. (1998): "El yacimiento arqueológico de La Picola (Litoral de Santa Pola, España). Estudio Geomorfológico y sedimentológico". *Cuaternario y Geomorfología*, 12, 1/2, pp. 77-93.
- Montenat, C. (1977): "Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia. Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique". *Docum. Lab. Géol. Lyon* 69, 345 p.
- Medialdea Vega, J., Calafau, E., Díaz, J. I., Medialdea, T., San Gil, C., Vázquez, J. T. y Wandossell, J. (1990): "Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E 1:200.000. Hoja 79-79 E". Murcia, ITGE, primera edición. 147 p.
- Rabanal Alonso, M. A. (1985): "Fuentes literarias del País Valenciano en la Antigüedad. Arqueología del País Valenciano: panorama y perspectivas". *Lucentum*, Anejo, 106 p.
- Roselló Verger, V. M. y Mateu Bellés, J. F. (1978): "El litoral cuaternario de Santa Pola consideraciones generales". *Cuadernos de Geografía*, 23, pp. 1-18.
- Sanjaume Saumell, E. y González Pérez, V. (1978): "L'Albufera d'Elx y su litoral". *Cuadernos de Geografía*, 23, pp. 83-106.
- Seva Román, R. y Vidal Bernabeu, G. (2004): "Entre la Geología y la Arqueología: un sincretismo necesario". *Geo-Temas*, 7, pp. 307-312.
- Soria, J. M., Alfaro, P., Fernández, J., y Viseras, C. (2001): "Quantitative subsidence-uplift analysis of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera, Spain): tectonic control on the stratigraphic architecture". *Sedimentary Geology* 140, pp. 271-289.
- Stanford, J. D., Hemingway, R., Rohling, E. J., Challenor, P. G., Medina-Elizalde, M. y Lester, A. J. (2011): "Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records". *Global and Planetary Change* 79, 3/4, pp.193-203.
- Tent-Manclús, J. E., Estévez, A., Soria, J. M., Benabdeolued, N. Y. B., Corbí, H., Rey, J., Pina, J. A. y Yébenes, A. (2009): "Registro del evento 8.2 en la plataforma continental de Alicante (SE, España)". *Geogaceta*, 47, pp. 97-100.
- Vara, A. de la, Tent-Manclús, J. E., Estévez, A., Soria, J. M. y Rey, J. (2011): "El prisma sedimentario submarino ligado al Younger Dryas en la plataforma continental de Benidorm (Alicante, SE de España)". *Geogaceta*, 50/2, pp. 137-140.
- Viseras, C., Calvache, M. L., Soria, J. M. y Fernández, J. (2003): "Differential features of alluvial fans controlled by tectonic of eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain". *Geomorphology*, 50, pp. 181-202.

RESUMEN

En este trabajo se describe el cambio de la línea de costa en la parte sur de la provincia de Alicante para los últimos 15.000 años. Se ha obtenido integrando datos de diferentes fuentes y especialmente de perfiles sísmicos de alta resolución marinos de la plataforma continental anexa. Se han distinguido 10 periodos. Comienza con la transgresión marina tras la última glaciación, le sigue la formación del *sinus ilicitanus* entre los años 4000 y 3000 a. C., y finaliza con un lento proceso de desecación hasta la actualidad, reducido a las lagunas del Fondo y Salinas de Santa Pola.

PALABRAS CLAVE: Bajo Segura; costa de Alicante; cambio del nivel del mar; mapas costeros; Holoceno.

ABSTRACT

This paper describes the change of the coastline in the southern part of the province of Alicante for the last 15,000 years. It is obtained by integrating data from different sources and especially high-resolution seismic profiles of the nearby marine continental shelf. Ten periods have been distinguished ranging from the marine transgression after the last glaciation, following the development of *sinus ilicitanus* between 4,000 and 3,000 BC, and finally it begins a slow drying process until today, when it is reduced to the lagoons of the Fondo and Salinas of Santa Pola.

KEY WORDS: Bajo Segura; Alicante coast; sea-level change; coastal maps; Holocene.

RÉSUMÉ

Dans ce travail on décrit l'évolution du littoral dans la partie sud de la province d'Alicante pour les 15.000 dernières années. Il a été obtenu en intégrant les données provenant de différentes sources et en particulier de l'étude des profils sismiques à haute résolution du plateau continental. Dix périodes ont été définis depuis le début de la transgression marine après la dernière glaciation. Le maximum transgressif abouti à la formation du *sinus ilicitanus* entre 4000 et 3000 avant JC. Depuis ce moment, commence un processus de dessiccation lent, qui se poursuit jusqu'à aujourd'hui, et qui a réduit l'ancien sinus a les actuelles lacunes du Fondo et les Salinas du Santa Pola.

MOTS CLÉS : Bajo Segura; Alicante Côte; le changement du niveau des mers; Cartes côtières; Holocène.